

ESTIMACIÓN DE LA FUSIÓN NIVAL MEDIANTE UN MODELO DE BALANCE ENERGÉTICO

por R. Riosalido
Centro Meteorológico del Ebro. I.N.M.

1. Introducción

La fusión del manto nivoso constituye una de las fases fundamentales del ciclo hidrológico del agua en zonas de alta montaña, donde predomina el régimen nival. Para conseguir un óptimo aprovechamiento de las reservas de agua contenidas en forma de nieve en estas cuencas es necesario, en primer lugar, una correcta evaluación de este contenido al comienzo del período de fusión y en segundo lugar, conocer a qué ritmo se produce este fenómeno. En este trabajo se intenta hacer una aproximación al segundo aspecto, esto es, a la modelización de la fusión nival, la cual resulta ser una función exclusiva de parámetros meteorológicos.

Al tratarse la fusión de un proceso termodinámico, la única manera correcta de abordar este problema es mediante métodos que evalúen el balance energético de la nieve. Ahora bien, debido a la complejidad de los fenómenos que tienen lugar en el seno del manto esto resulta en ocasiones imposible de aplicar si no se dispone de una gran variedad de datos de entrada muchos de los cuales no se miden habitualmente de forma sistemática, por lo que en la mayoría de las ocasiones se utilizan de forma operativa modelos o métodos mucho más sencillos y que por lo común toman la forma de modelos de grados-día y que previamente han sido calibrados, bien por medidas de fusión, bien por modelos de balance energético.

2. Descripción del modelo

Teniendo en cuenta que la mayor parte del intercambio energético tiene lugar a través de la superficie de la nieve, consideraremos la capa de nie-

ve dividida en una capa superficial de 10 cm de espesor y el manto propiamente dicho. Nos ocuparemos del balance de energía de la capa superior, que será la que origine una determinada fusión superficial en el caso de que exista un exceso de energía, despreciaremos los procesos de percolación y rehielo en el seno del manto nivoso.

Escribiendo la ecuación del balance energético para un elemento de superficie unidad en esta capa:

$$R_N + F_{sen} + F_{lat} + Q_R + Q_{cond} + \Delta Q_{sup} - fF = 0 \quad [1]$$

donde:

R_N es el balance neto de radiación (onda corta y larga).

F_{sen} es el flujo de calor sensible intercambiado con la atmósfera.

F_{lat} es el flujo de calor latente debido a la evaporación o condensación del vapor de agua.

Q_R es el calor aportado por las precipitaciones.

Q_{cond} es el calor intercambiado por conducción con el manto.

ΔQ_{sup} es la variación del contenido calorífico de la capa superficial.

F es la fusión diaria en cm, y

f es el calor latente de fusión.

Todas las variables energéticas vienen expresadas en cal/cm² día. En consecuencia la fusión diaria vendrá dada por:

$$F = \frac{1}{f} [R_N + F_{sen} + F_{lat} + Q] \quad [2]$$

donde hemos llamado $Q = Q_R + Q_{cond} + \Delta Q_{sup}$. Veamos a continuación cada uno de los términos de esta ecuación.

2.1. Balance neto de radiación

Vendrá expresado por:

$$R_N = R_S + R_{i,l} - R_{l,t} \quad [3]$$

Donde R_S es la irradiación solar absorbida por la nieve, $R_{i,l}$ es la irradiación atmosférica de onda larga y $R_{l,t}$ la emitida por la superficie de la nieve.

La radiación solar incidente sobre la superficie de la nieve es en gran parte reflejada debido a la alta reflectividad que ésta presenta, el resto penetra en la nieve donde es absorbida en los primeros centímetros de espesor, así Obled (1) estima que el 80 % es absorbida en los primeros 7 u 8 cm, por lo que nosotros supondremos que es enteramente absorbida en la capa superficial. El albedo* de la nieve presenta una amplia variación, para la nieve fresca toma valores próximos a 0,8, aunque puede variar en función en el tipo de cristal y decrece hasta valores próximos a 0,4 al final del período de fusión. Cuando no se dispone de medidas de radiación incidente y reflejada resulta necesario estimar el valor de α nosotros utilizaremos una ecuación de tipo exponencial en función del número de días transcurridos desde la última nevada n:

$$\alpha = A (1 + e^{-Bn}) \quad [4]$$

donde A y B son dos coeficientes que hemos obtenido a partir de los datos tabulados por el U.S. Army Corps of Engineers, resultando $A = 0,4$ y $B = 0,18$. En estas condiciones la irradiación solar absorbida por la superficie de la nieve será:

$$R_S = (1 - \alpha) G \quad [5]$$

La nieve se comporta casi como un cuerpo negro respecto de las radiaciones de onda larga [Llibrouty (2)], por lo que la irradiación emitida por la superficie de la nieve puede estimarse a partir de la ley de Stephan-Boltzman:

$$R_{l,t} = \sigma (\bar{T}_S + 273)^4 \quad [6]$$

donde $\sigma = 1,17 \cdot 10^{-17} \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-4}$ y \bar{T}_S es la temperatura media de la superficie de la nieve.

Al contrario que la nieve, la atmósfera no se comporta como un cuerpo negro, por lo que para el cálculo de la irradiación atmosférica hemos de tener en cuenta la emisividad atmosférica ε_a , es decir:

$$R_{i,l} = \varepsilon_a \cdot \sigma (\bar{T}_a + 273)^4 \quad [7]$$

donde \bar{T}_a es la temperatura media del aire. La emisividad atmosférica depende fundamentalmente del contenido de vapor de agua de la atmósfera y de la nubosidad, y existen diversas expresiones para su estimación [Sutton (3)], siendo las más comunes las de:

$$\text{Angstrom: } \varepsilon_a = A - B \cdot 10^{-\gamma \bar{e}_a} \quad [8]$$

$$\text{y Brunt: } \varepsilon_a = C + D \sqrt{\bar{e}_a} \quad [9]$$

ambas en función de la tensión media de vapor de agua \bar{e}_a , o bien sustituyendo ésta por el espesor de agua eficaz u [Perrin (4)], para lo cual suele utilizarse la expresión de Hann : $u = 0,17 \bar{e}_a$. Estas expresiones se refieren exclusivamente a casos de cielo despejado siendo necesario aplicar posteriormente un factor de corrección en función de la nubosidad. Nosotros hemos utilizado la ecuación propuesta por Berlianda [Llibrouty (2)]:

$$\varepsilon_a = A + B K N^2 + C \sqrt{\bar{e}_a} (1 - K N^2) \quad [10]$$

donde $A = 0,61$, $B = 0,39$ y $C = 0,05$, N es la fracción de nubosidad y K un coeficiente que depende del tipo de nubes y que varía desde 0,04 para las nubes altas (Ci) a 0,24 para los estratos. En esta ecuación el término $B K N^2$ intenta evaluar el efecto de las ondas largas enviadas por las nubes y $-C \sqrt{\bar{e}_a} K N^2$ el de las interceptadas por ellas. En el caso de cielo despejado la ecuación (10) se reduce a la fórmula de Brunt.

En definitiva el balance neto de radiación se escribirá

$$R_N = (1 - \alpha) G + \sigma [\varepsilon_a (\bar{T}_a + 273)^4 - (\bar{T}_S + 273)^4] \quad [11]$$

2.2. Flujo de calor latente

Tanto la evaporación como la condensación del vapor de agua en la superficie de la nieve repre-

senta una muy pequeña cantidad en el balance hídrico o de masas, pero debido al elevado valor del calor latente de sublimación frente al de fusión, no pueden ser despreciados en un balance energético.

Para el cálculo de la evaporación (o condensación) seguiremos el método aerodinámico, es decir:

$$E_p = K_e (1 + b W) (\bar{E}_s - e_a) \quad [12]$$

con $K_e = 0,018 \text{ cm mb}^{-1}$, $b = 0,54 \text{ sm}^{-1}$ [Bengtsson (6)] y siendo W la velocidad media del viento en m s^{-1} al nivel de 2 metros, \bar{E}_s la tensión de vapor saturante sobre hielo para la temperatura media de la superficie de la nieve y e_a la tensión media de vapor del aire.

Entonces el flujo de calor latente será

$$F_{\text{lat}} = -L E_p \quad [13]$$

evidentemente, en caso de evaporación la expresión anterior nos proporcionará el flujo máximo de calor latente, que sólo se puede alcanzar en el caso de que haya suficiente energía disponible, es decir E_p no puede exceder de:

$$E_p \leq \frac{1}{L} [R_N + F_{\text{sen}} + Q] \quad [14]$$

cuando E_p sea menor, el exceso de energía se invertirá en fundir una determinada lámina de nieve.

2.3. Flujo de calor sensible

En cuanto al intercambio de calor sensible entre el aire y la nieve éste dependerá evidentemente de la diferencia de temperaturas entre ambas y de la velocidad del viento. Generalmente suele calcularse con una expresión similar a la (12).

$$F_{\text{sen}} = K_c (1 + aW) (\bar{T}_a - \bar{T}_s) \quad [15]$$

Si suponemos igualdad entre los coef. de transferencia de calor sensible y latente, el coeficiente K_c puede obtenerse a partir de la relación de Bowen, en efecto según Bengtson (6).

$$B = \frac{F_{\text{sen}}}{-L E_p} \simeq 0,65 \frac{(\bar{T}_a - \bar{T}_s)}{(\bar{E}_s - e_a)} \quad [16]$$

pero teniendo en cuenta las expresiones (12) y (15) se obtiene que $K_c (1 + aW) = 0,65 K_e L (1 + bW)$, y si suponemos ahora que $a = b = 0,54$ tendremos que $K_c = 0,65 L K_e$.

2.4. Otros términos del balance

Por último analicemos el resto de los términos de la ecuación de balance y que hemos englobado bajo el símbolo Q , en el cálculo de estos términos hemos de hacer bastantes simplificaciones, pero la realidad es que en conjunto sólo representan una contribución mínima al balance de energía, como veremos más adelante.

El calor aportado por las precipitaciones lo calcularemos suponiendo que la temperatura del agua de lluvia es igual a la temperatura media del aire, por tanto:

$$Q_R = I c_e (\bar{T}_a - \bar{T}_s) \quad [19]$$

donde I es la intensidad de la precipitación en cm d^{-1} .

La variación del contenido calorífico de la capa superficial será:

$$\Delta Q_{\text{sup}} = \rho_s C_s \delta x (\bar{T}_{s_j} - \bar{T}_{s_{j-1}}) \quad [20]$$

donde ρ_s es la densidad de la capa superficial, C_s la capacidad calorífica de la nieve ($0,51 \text{ cal gr}^{-1}$) y δx el espesor de la capa (10 cm.).

La propagación del calor en el manto nivoso resulta ser un proceso extremadamente complejo debido a los cambios de estructura en los cristales que comporta, es decir su metamorfosis, y a los diversos mecanismos que se ponen en juego: conducción sólida, convección de aire húmedo bajo el efecto de un gradiente de temperatura, difusión

del vapor de agua, etc. Según Obled (1), para un manto isoterma la solución de la ecuación de conducción puede expresarse:

$$Q_{\text{cond}} = C_{\text{st}} (\bar{T}_M - \bar{T}_S) \quad [21]$$

donde \bar{T}_M es la temperatura media del manto. El coeficiente C_{st} depende de diversos parámetros físicos del manto, tales como su densidad, capacidad calorífica y difusividad térmica efectiva, la cual a su vez depende de la conductividad térmica y de la concentración de vapor. Esta difusividad térmica efectiva α según diversos autores [Librouy, (2), Obled (1)] puede considerarse como constante e igual a $0,004 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, entonces y siguiendo con Obled:

$$C_{\text{st}} = 2 \rho C_s \sqrt{\frac{\alpha \delta t}{\pi}}$$

Además de este flujo de calor intercambiado entre el manto y la superficie, el manto recibe por su base una cantidad de energía procedente de la superficie de la tierra (flujo geotérmico), que la mayoría de los autores cifran en $4 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$. En definitiva la temperatura del manto cambiará de un día para otro, calcularemos esta variación mediante

$$\bar{T}_{Mj+1} - \bar{T}_{Mj} = - \frac{(Q_{\text{cond}} - 4)}{\rho C_s (H - 10)} \quad [23]$$

donde H es el espesor total de la capa de nieve en cm. Resulta evidente que ha de ser $\bar{T}_{Mj+1} \leq 0^\circ \text{ C}$, por lo que en ocasiones parte del flujo geotérmico pasará directamente a la capa superficial (o incluso todo cuando $\bar{T}_M = 0^\circ \text{ C}$).

2.5. Ecuación final del balance energético

En definitiva, la ecuación del balance de energía para la capa superficial de la nieve se puede escribir.

$$(1 - \alpha) G + \sigma [\epsilon_a (\bar{T}_a + 273)^4 - (\bar{T}_s + 273)^4] + L K_e (1 + a W) [0,65 (\bar{T}_a - \bar{T}_s) - (\bar{E}_s - \bar{e}_a)] + I (\bar{T}_a - \bar{T}_s) + \rho C_s \delta_x (\bar{T}_{sj} - \bar{T}_{sj-1}) + C_{\text{ST}} (\bar{T}_M - \bar{T}_s) - fF = 0 \quad [24]$$

3. Aplicación del modelo

3.1. Datos de entrada

Nos proponemos ahora aplicar este modelo a un punto del Pirineo oscense, concretamente a los datos obtenidos en el observatorio instalado en el refugio de Goriz. Este se encuentra situado dentro del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido a una altitud de 2.200 m y forma parte de la incipiente red nivometeorológica que el Centro Meteorológico del Ebro está desarrollando en el Pirineo.

Para ello contamos con ciertos parámetros medidos, como son: temperaturas, humedades, recorrido del viento, nubosidad, insolación, radiación global, precipitación, altura de la capa de nieve y temperatura de la superficie de la nieve. Tomaremos como base de tiempo para el cálculo un día entre las 07 horas y las 07 horas del día siguiente.

La temperatura media del aire la calculamos mediante:

$$\bar{T}_a = \frac{T_{\text{minj}} + T_{\text{minj}+1} - 2T_{\text{maxj}}}{4} \quad [25]$$

la tensión media del vapor \bar{e}_a se calcula a partir de las bandas del termohigrógrafo corregidas con las lecturas del psicrómetro. La velocidad media del viento se calcula a partir del recorrido total del viento al nivel de 5 metros y posteriormente se reduce al nivel de 2 metros sobre la superficie de la nieve bajo la hipótesis de un perfil logarítmico del viento. [Sutton (3)].

Quedan ahora los parámetros al manto nivoso, de los cuales la temperatura media de la superficie de la nieve es el más importante, generalmente no se suele disponer de medidas por lo que diversos autores la estiman suponiendo:

$$\begin{aligned} T &= 0^\circ \text{ C cuando } T_a \geq 0^\circ \text{ C.} \\ T_s &= T_a \text{ cuando } T_a < 0^\circ \text{ C (Bengtson) o} \\ T_s &= 2 T_a \text{ [Harstveit (7)].} \end{aligned}$$

Con respecto a estas hipótesis hay que tener en cuenta que si bien debido a los intercambios de calor sensible y latente, la temperatura de la super-

ficie de la nieve tiende a igualarse a la del aire (teniendo como límite los 0°C), los fenómenos radiativos tienden a separarlas. Así, por ejemplo, la radiación de onda larga emitida por la nieve hace que en noches de cielo despejado su superficie se enfríe más que el aire (en Góriz se han llegado a medir diferencias entre ambas de 9°C por debajo de los 0°C), en consecuencia es necesario buscar otras hipótesis más realistas que estas.

Nosotros vamos a suponer al igual que L. Rey (8), que la temperatura mínima de la superficie de la nieve coincide, aproximadamente con la temperatura de la superficie de la nieve medida a las 07 horas (que es cuando se efectúa esta medida en el observatorio), a partir de esta hipótesis vamos a reconstruir cómo sería la curva ideal que registraría un termógrafo que nos midiera continuamente esta temperatura.

Durante la época de fusión $T_a > 0^{\circ}\text{C}$ durante, al menos, la gran parte del día (t horas), lo que hará que T_s valga también 0°C durante un tiempo que vamos a suponer también t horas despreciando el lógico desfase entre ambas, desfase que por otra parte se va a ver compensado en parte al principio y al final del día, en consecuencia admitiremos también la hipótesis de Bengtson y Harstveit para temperaturas del aire positivas. Durante el resto del día ($24-t$ horas) T_s variará entre la

temperatura mínima de la nieve del día j (T_j) y los 0°C (t'_1) y entre los 0°C y la mínima del día siguiente $j+1$: (T_{j+1}) (t'_2 horas) tal como se refleja en la figura 1.

Entonces la temperatura media de la nieve la obtendremos sin más que ponderar:

$$\bar{T}_s = \frac{1}{24} \frac{T_j t'_1 + T_{j+1} t'_2}{2} \quad [26]$$

donde t'_1 y t'_2 (en horas) se obtienen a partir de la banda del termógrafo.

En el caso en que $t = 24$ horas, es decir que $T_a \geq 0^{\circ}\text{C}$ durante todo el día será $t'_1 = t'_2 = 0$ y por tanto $\bar{T}_s = 0^{\circ}\text{C}$, y en el caso en que $t = 0$ (caso B de la Fig. 1), es decir que $T_a < 0^{\circ}\text{C}$ todo el día, T_s tendrá como valor máximo la temperatura máxima del aire (T_{\max}) y en este caso usaremos la siguiente expresión:

$$\bar{T}_s = \frac{T_j + T_{j+1} + 2 T_{\max}}{4} \quad [27]$$

Hemos procedido a calcular día a día \bar{T}_s de esta manera y el resultado puede apreciarse en la figura 2, junto con la marcha diaria de la temperatura media del aire. Una vez calculada \bar{T}_s resulta fácil calcular \bar{E}_s , es decir la tensión saturante sobre hielo a la temperatura \bar{T}_s .

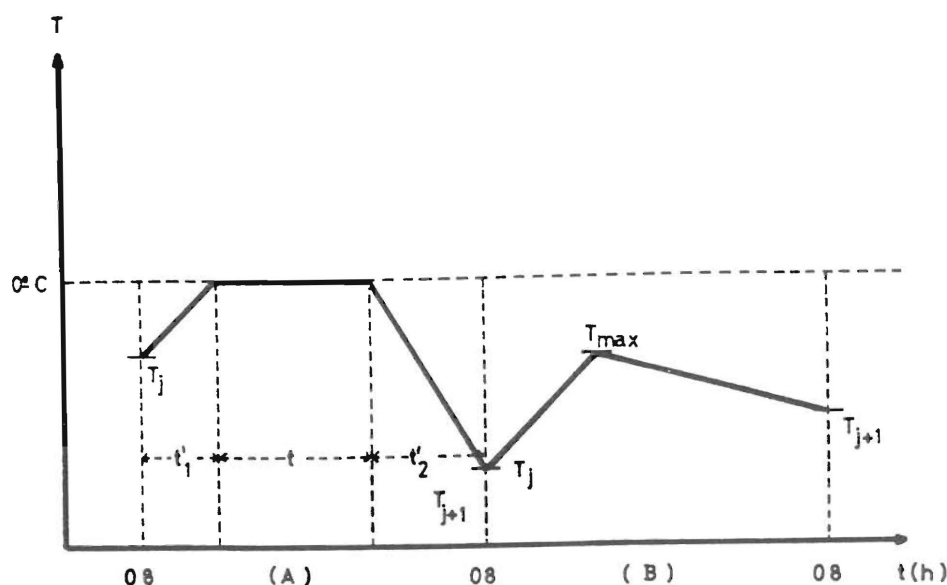


Fig. 1.—Evolución de la temperatura de la superficie de la nieve.

(A) $0 < t < 24$ horas

(B) $t = 0$ horas

Queda aún la temperatura media del manto. Durante la época de fusión la temperatura de la base del manto se mantiene en general a 0° C [L.Rey (8)] como así han puesto de manifiesto los diversos sondeos realizados en el Pirineo el invierno pasado [C. M. del Ebro (9)], con lo que la condición inicial que le imponemos es que ésta varíe linealmente desde los 0° C en la base hasta \bar{T}_{s1} en la superficie, es decir inicializaremos el modelo con una temperatura media del manto para el día 1 igual a:

$$\bar{T}_{M1} = \frac{\bar{T}_{s1}}{2} \quad [28]$$

Finalmente un parámetro, importante a la hora de evaluar el equivalente en agua de la nieve, pero que no tiene demasiada transcendencia en el cálculo del balance energético, es la densidad de la nieve, y decimos que no tiene demasiada trascendencia porque únicamente interviene en el coeficiente C_{st} de la expresión [21], y la densidad de la capa superficial en la variación del contenido calórico de ésta [20]. Como ya hemos dicho anteriormente y veremos después, estos términos repre-

otros] es el valor más común durante la época de fusión.

3.2. Cálculo del balance

Hemos calculado el balance energético diario de la superficie de la nieve en Goriz durante el período de fusión de la primavera de 1982. En la figura 3 se han representado los diversos términos del balance a lo largo del período estudiado (2 de abril al 12 de mayo). Lo primero que llama la atención es que no se trata de un período de fusión continua, y ello es debido a que se produjeron algunas nevadas de diferente intensidad, concretamente los días 15, 16 y 25 de abril y los días 4 y 5 de mayo, que hicieron, por un lado, aumentar el albedo de la nieve, disminuyendo por tanto la irradiación solar absorbida por ella y por otra parte lógicamente fueron acompañados de bajas temperaturas tal y como se puede apreciar en la figura 2.

En algunos de estos días concretos en que se produjeron nevadas se obtiene un balance energético ligeramente negativo, lo cual es debido con toda probabilidad a una sobreestimación del albedo, que se ha supuesto 0,8 en todos los casos y

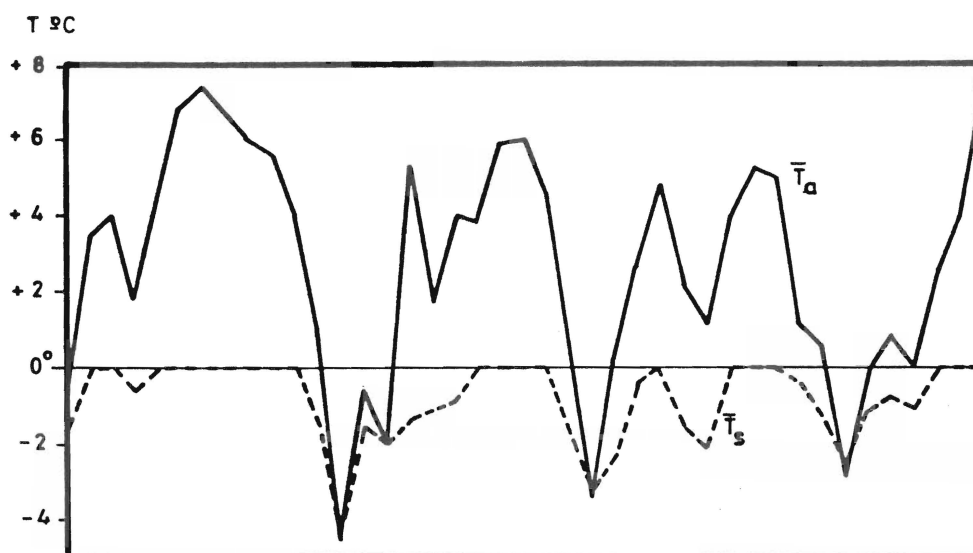


Fig. 2.—Temperaturas medias diarias del aire (\bar{T}_a) (Goriz, 2 abril - 12 mayo 1982).

sentan una fracción muy pequeña frente al resto de los términos de la ecuación del balance. Nosotros hemos adoptado un valor medio de 0,425 gr cm^{-3} que según diversos autores [L. Rey (8) y

muy probablemente debe ser inferior en el caso que nos ocupa.

También se puede apreciar cómo la radiación neta y el flujo de calor sensible son las fuentes

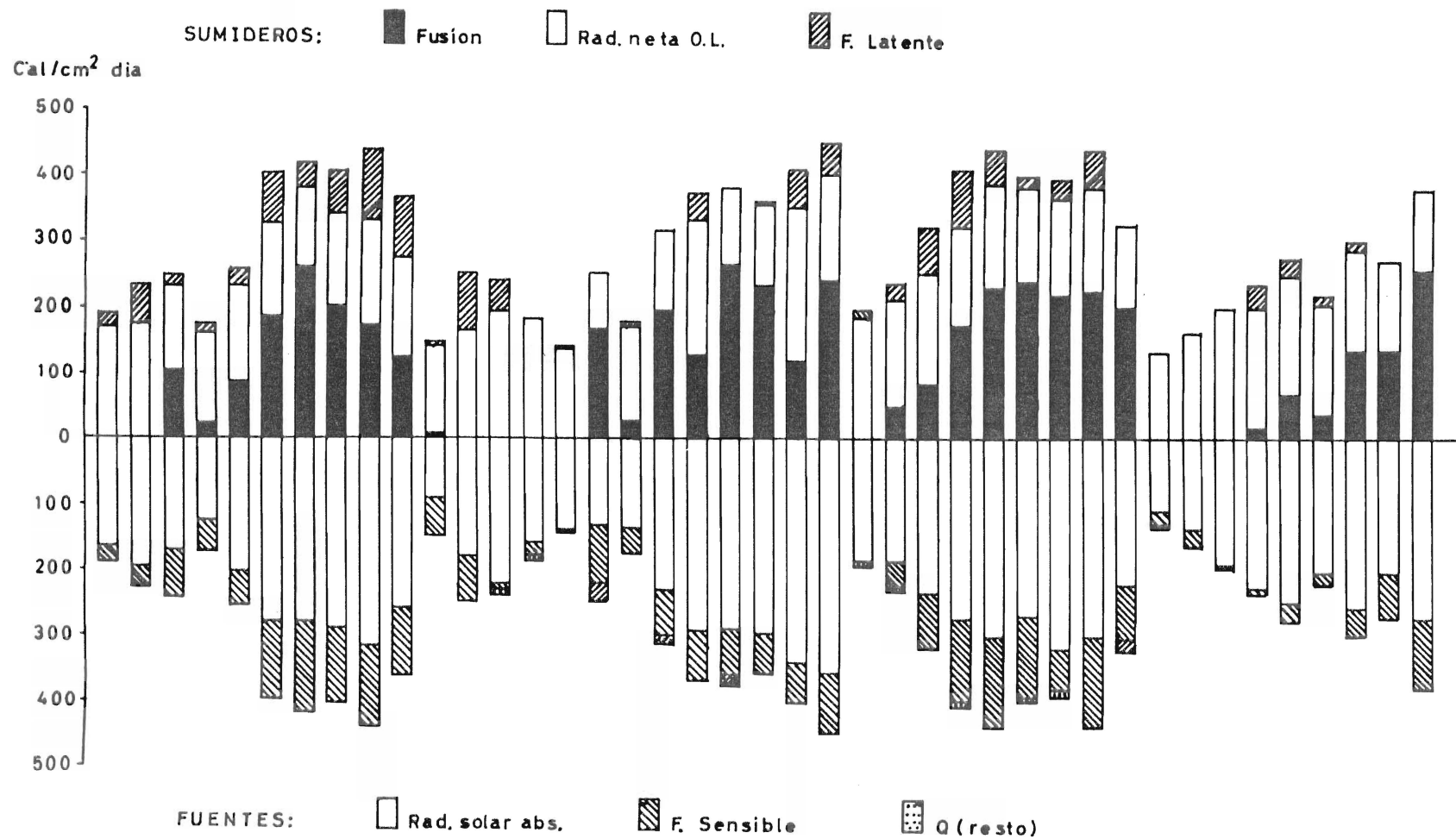


FIG.3- Balance energetico de la superficie de la nieve. (Goriz 2 abril -12 mayo 1982)

Fig. 3.—Balance energético de la superficie de la nieve (Goriz 2 abril - 12 mayo 1982).

principales de energía para la fusión, concretamente se han obtenido como valores medios los siguientes:

$$\begin{aligned}\overline{R}_N &= 70,6 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1} \\ \overline{F}_{\text{sen}} &= 61,6 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1} \\ \overline{F}_{\text{lat}} &= -27,1 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}\end{aligned}$$

mientras que el resto de los términos en conjunto es bastante menor ($4,2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$, debido casi exclusivamente al flujo geotérmico), teniendo únicamente alguna importancia, pero siempre menor, en periodos con un enfriamiento importante y prolongado que hace que el manto actúe como un acumulador de frigorías.

Los valores relativos obtenidos para la contribución a la fusión de la radiación neta (52 %) y para el flujo de calor sensible (45,4 %) son bastantes próximos a los descritos por Poggi en (10) re-

ferentes a medidas en el glaciar Saint-Sorlin a 2.700 m de altitud que fueron 57 % y 43 % respectivamente.

Para la comprobación del modelo no se dispone desgraciadamente de medidas in situ de fusión por lo que tan sólo se puede hacer de una manera un tanto aproximada. Para ello, al igual que Bengtson (6), supondremos inicialmente un stock o equivalente en agua al comienzo del período de fusión igual a la suma de las precipitaciones sólidas desde el comienzo de la formación del manto, en nuestro caso 576 mm, lo cual supone una densidad media inicial de $0,410 \text{ gr cm}^{-3}$ (próximo al $0,425$ que habíamos adoptado). Partiendo de este dato se va calculando, teniendo en cuenta las pérdidas y nuevos aportes, el equivalente en agua que va quedando en el manto hasta que según el modelo éste se reduce a cero. En la figura 4 se ha re-

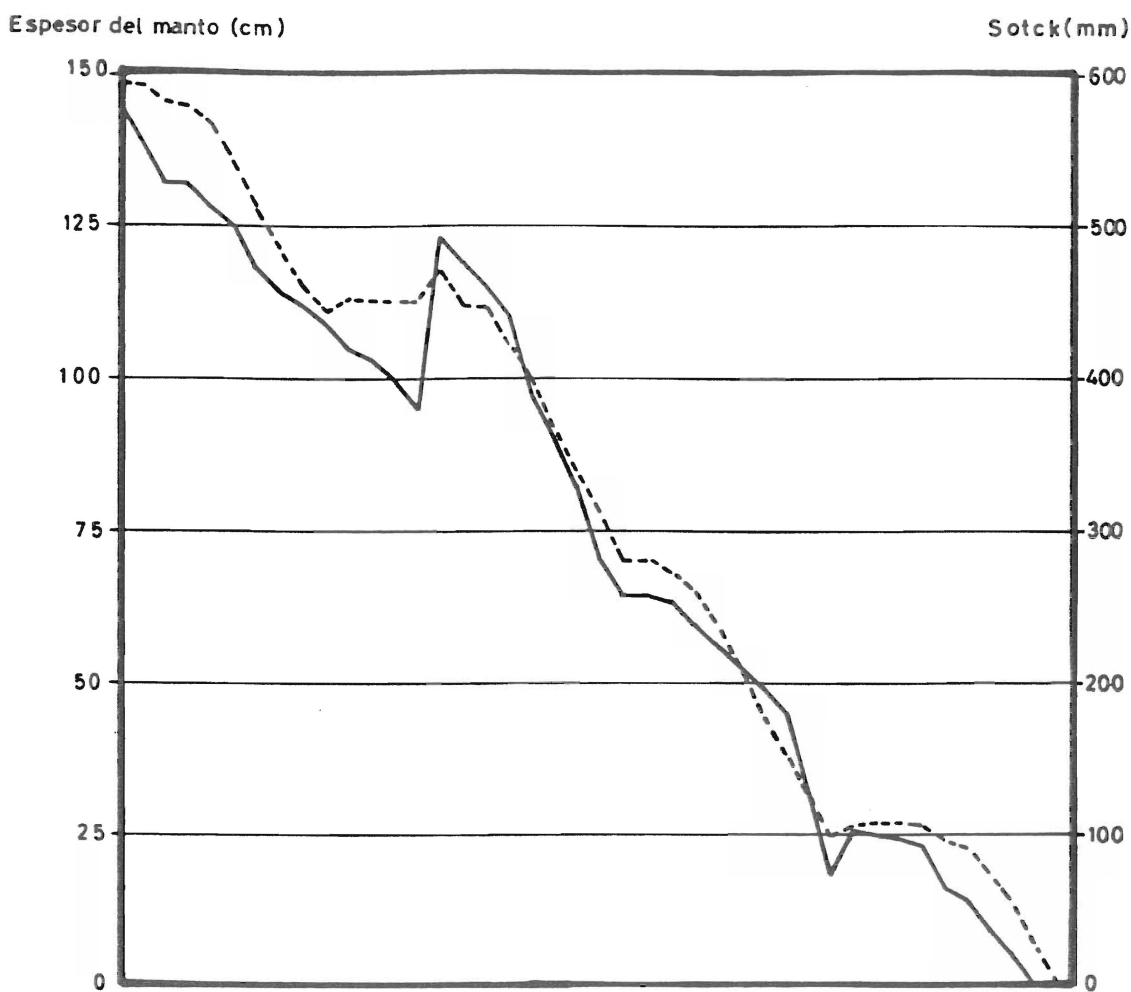


Fig. 4.—Comparación entre el stock de agua diario calculado mediante el modelo (---) y el espesor real del manto (—) (la escala entre ambos se ha tomado para $\rho = 0,4 \text{ gr cm}^{-3}$).

presentado este equivalente en agua calculado al final de cada día junto al espesor total de la capa de nieve, variables que aunque no son directamente comparables presentan una marcada analogía en sus variaciones.

El modelo predice como día de desaparición del manto nivoso el día 13 de mayo, mientras que en realidad ésta tiene lugar durante la jornada del día anterior, es decir el 12 de mayo. Esto no constituye por sí una prueba definitiva de la bondad del modelo, debido a la incertidumbre que presenta la evaluación del equivalente en agua inicial del manto, por lo que sólo lo podemos considerar como una aproximación inicial a la modelización de la fusión de la nieve.

Se ha aplicado también el modelo con una densidad media del manto actualizada día a día por relación entre el espesor de nieve medido y el equivalente en agua calculado, no habiéndose obtenido diferencias significativas, y resultando al final una densidad media de $0,445 \text{ gr cm}^{-3}$.

Bibliografía

- (1) OBLIED, C. et ROSSE, B.: "Modèles mathématiques de la fusion nival en un point". Cah. Orsthom, sér. Hydrol., vol. XII, n.º 4, 1975.
- (2) LIBROUTY. "Traité de Glaciologie". Masson Ed. 1964.
- (3) SUTTON. O. G.: "Micrometeorology". McGraw-Hill 1953.
- (4) PERRIN DE BRICHAMBAUT, CH: "Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels". Gauthiers-Villars, Ed. Paris 1963.
- (5) NAVARRE, J. P.: "Modèle unidimensionnel d'évolution de la neige déposée".
- (6) BENGTTSSON, L.: "Snowmelt estimated from energy budget studies". Nordic Hydrology, 7, 1976, 3-18.
- (7) HARSTVEIT, K.: "Measuring and modelling snowmelt in Dyrdaalen, Western Norway, 1979 and 1980". Nordic Hydrology, 12, 1981.
- (8) REY, L.: "La nieve, su metamorfosis, los aludes". (I.N.M.). (En Prensa).
- (9) C.M.Z. del Ebro. "Nivometeorología del Pirineo, Invierno 1982-1983". I.N.M.
- (10) POGGI, A.: "Introduction á la micrométéorologie". Masson Paris 1977.